Zitteliana	10	155–171	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen)

Von

REINHARD GAUPP*)

Mit 7 Abbildungen und 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Die klastische Sedimentserie der Losensteiner Schichten ist in den nördlichsten und tektonisch tiefsten Einheiten der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum) aufgeschlossen. Diese Sedimente umfassen Ton- und Siltsteine mit Einschaltungen von turbiditischen Sandsteinen, Geröllpeliten und Konglomeraten. Sie wurden während des Alb in kleinräumigen submarinen Fächern abgelagert. Sohlmarken an den turbiditischen Sandsteinen und nach Süden abnehmende Proximalität der Konglomerate belegen Paläoströmungsrichtungen aus Norden.

Die paläogeographische Einordnung des ursprünglich im Norden des Oberostalpin gelegenen Liefergebietes ist umstritten. Aus der vermuteten Position dieses Liefergebietes, das während einer Zeit erster intensiver, kompressiver tektonischer Bewegungen in der frühen orogenetischen Entwicklung der Alpen (Apt bis Campan) Detritus nach Süden schüttete, wurden paläotektonische Schlüsse gezogen.

Die Analyse der Konglomeratgerölle aus magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen ermöglicht die Rekonstruktion eines lithologischen Profils des Liefergebietes. Die Komponenten erweisen, daß mesozoische und paläozoische Gesteine über kontinentalem Kristallinsockel neben ophiolithischem Material erodiert wurden.

Diverse oberjurassische und unter- bis mittelkretazische Kalkgerölle zeigen Mikrofazies, die im Kalkalpin entweder selten oder unbekannt sind. Biodetritische Flachwasserkalke mit *Clypeina jurassica* FAVRE („Sulzfluh-Faziestyp") und mit unterkretazischen Dasycladaceen und Foraminiferen („Urgon-Faziestyp") konnten neben den für das kalkalpine Mesozoikum üblichen Gesteinstypen erkannt werden. Die Sedimentation im Herkunftsgebiet setzte sich unter flachmarinen Bedingungen, bei Zufuhr von siliziklastischem (teilweise ultrabasischem) Material, bis ins Apt/? Unteralb fort.

Ein Vergleich des lithologischen Profils des Herkunftsgebietes mit Gesteinen ostalpiner und penninischer Einheiten läßt darauf schließen, daß sich die klastischen Komponenten der Losensteiner Schichten aus einem Liefergebiet in unterostalpiner Position ableiten lassen.

ABSTRACT

During the Albian, the clastic sequence of the Losenstein Formation was deposited in the northern parts of the Upper Austroalpine realm (Eastern Alps). These sediments, which comprise pelites with intercalations of turbiditic sandstones, pebbly mudstones, and conglomeratic beds, were generated in small submarine fans. Paleocurrents from the north are indicated by bottom marks from turbiditic psammites and evidence of southward decreasing proximality in conglomerates.

The paleogeographic position of the source area, located north of the Upper Austroalpine, is controversial. Paleotectonic deductions were drawn from the assumed localizations of this source area, which supplied debris towards the south during a period (Aptian to Campanian) of first intensive compressional movements in the early alpine orogenic history.

The analysis of conglomerate pebbles, which include magmatic, metamorphic and sedimentary rocks, allows a reconstruction of a lithologic profile of the area of provenance. The components indicate that Mesozoic and Paleozoic rocks as well as ophiolitic material and crystalline basement rocks were exposed to erosion.

Microfacies studies of sedimentary rock components of conglomerates reveal Upper Jurassic and Lower to Middle Cretaceous lithologies, which are uncommon or not existing in the Upper Austroalpine stratigraphic column.

*) R. GAUPP, Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung, Straße des 17. Juni 135, D-1000 Berlin 12.

Biodetrital shallow water limestones with *Clypeina jurassica* FAVRE („Sulzfluh-Faciestype") and with Lower Cretaceous Dasycladaceae and Foraminifera („Urgon-Faciestype") were recognized in addition to lithologies common in the Mesozoic stratigraphy of the Austroalpine unit. The sedimentation in the source area continued under shallow marine conditions, with introduction of siliciclastic (partly ultramafic) material, until the Aptian/Lower(?) Albian.

A comparison of the lithologic profile of the source area with lithologies of the Austroalpine and Penninic units shows that the clastic components of the Losenstein Beds were derived from an area in Lower Austroalpine position.

1. EINLEITUNG

Die klastische Sedimentfolge der Losensteiner Schichten (Unteralb bis Vraconien) ist auf die tiefsten tektonischen Stockwerke der Nördlichen Kalkalpen beschränkt (Tiefbajuvarikum). Es handelt sich um eine maximal 200 m mächtige Serie aus Ton- und Siltsteinen mit turbiditischen Sandsteinen, Geröllpeliten und Konglomeraten. Obwohl die Lithofaziestypen dieser Serie lateral und vertikal rasch wechseln, sind sie doch erstaunlich gleichförmig ausgebildet entlang des gesamten Kalkalpen-Nordrandes von Vorarlberg bis Wien.

Die diesem Artikel zugrunde liegenden Arbeiten erfassen grob-klastische Sedimente der Losensteiner Schichten zwischen dem Großen Walsertal/Vlbg. im Westen und Füssen/Allgäu im Osten (Abb. 1).

Die Ablagerung der Losensteiner Schichten (KOLLMANN 1968) erfolgte in einem Zeitabschnitt der Kreide, während dem geotektonische Bewegungen das Bild des alpinen Tethysraumes tiefgreifend umgestalteten. (DEWEY et al. 1973; TRÜMPY 1975; FRISCH 1976, 1981; DIETRICH 1976). Die Zerlegung der oberostalpinen, paläozoisch-mesozoischen Sedimentplatte und ihre Stapelung zu einem Deckenkomplex fand im wesentlichen während der Mittelkreide statt. Diese Vorgänge lassen sich erklären als Reaktion der sedimentären Hülle auf Verschuppungen bzw. Verkürzungen der unterlagernden kontinentalen Kruste (vgl. BÖGEL 1976) während der Schließung des Südpenninischen Ozeans im Norden des Ostalpin (zusammenfassende Darstellungen in TRÜMPY 1975, TOLLMANN 1976, OBERHAUSER 1980).

Die Sedimente der Losensteiner Schichten mit ihrem bunten Spektrum an „exotischen" Geröllen umstrittener Herkunft hatten früh die Aufmerksamkeit geologischer Bearbeiter auf sich gezogen (BROILI 1914; vgl. MÜLLER 1973). Aus der vermuteten Herkunft und der Zusammensetzung vor allem des kristallinen Detritus wurden sehr unterschiedliche paläotektonische und paläogeographische Schlüsse gezogen. Es

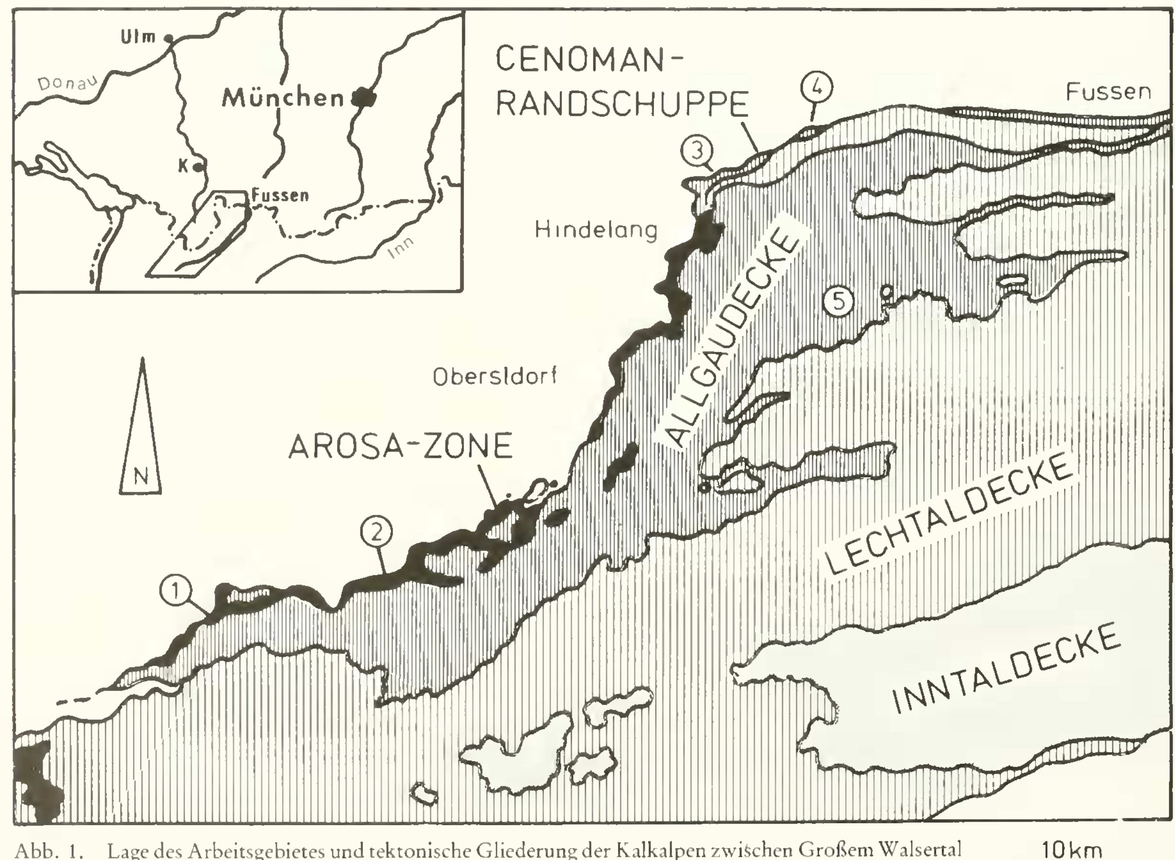


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes und tektonische Gliederung der Kalkalpen zwischen Großem Walsertal und Füssen/Allgäu.
1 = Blasenka (Großes Walsertal), 2 = Bärgunt (Hinteres Kleines Walsertal), 3 = Roßkopf, Häusellochbach, Weißenbach, Kleebach (westl. Hindelang), 4 = Riesenbach (Vilstal), 5 = Schrecksee

wurde mehrfach versucht, die orogenen Bewegungen während jener wichtigen Phase der alpidischen Entwicklungsgeschichte aus den syntektonisch entstandenen Ablagerungen zu rekonstruieren.

In der vorliegenden Arbeit werden ergänzende Beobachtungen und Ergebnisse sedimentologischer Untersuchungen an Konglomeraten der Losensteiner Schichten mitgeteilt.

2. SEDIMENTPETROGRAPHIE DER KONGLOMERATE

Angaben zur Petrographie der Losensteiner Schichten finden sich in den Arbeiten von ZEIL (1955, 1956), ZACHER (1966), KOLLMANN (1968), MÜLLER (1973), LÖCSEI (1974). Die folgende kurzgefaßte Zusammenstellung sedimentpetrographischer Charakteristika der Losensteiner Konglomerate geht aus den Untersuchungen von GAUPP (1980) hervor.

2.1 GEFÜGE UND FAZIESMERKMALE

Lithologie:

Polymikte Orthokonglomerate, Parakonglomerate, Geröllpsammite und Geröllpelite. Die stark vorherrschenden komponentengestützten Orthokonglomerate treten entweder strukturlos (chaotisch) und unsortiert oder strukturiert, gut sortiert mit Regelung und Imbrikation auf. Die Komponenten sind sehr gut gerundet, seltener mäßig gut gerundet, Gerölldurchmesser bis >2 m, häufige Modalwerte zwischen 2 und 5 cm. Matrix der bimodalen Orthokonglomerate ist meist gut sortierter Sand bis Grobsand, bei den polymodalen Parakonglomeraten sandreicher Tonsilt. Geröllspektrum mit hoher kompositioneller Reife.

Sedimentstrukturen:

Normale und inverse Gradierung häufig. Sowohl ,,coarse-tail"-Gradierung als auch ,,distribution"-Gradierung vertreten. Großmaßstäbliche, horizontal-planare Schrägschichtung mit Winkeln bis 25° ist selten zu beobachten. Parallele Horizontalschichtung häufig in dicken Bänken mit multipler Gradierung. Feinkonglomeratbänke zeigen Strömungsmarken an den Schichtunterflächen.

Geometrie der Konglomeratkörper:

Meist linsenförmige Körper geringer lateraler Kontinuität, selten ebenflächig begrenzte Bänke. Mächtigkeit einzelner Lagen zwischen 0,3 m und 2 m, mitunter > 10 m. Die Basis mächtiger Lagen zeigt erosive Diskordanz zu den liegenden Sedimenten (Abb. 2 und 3). Bankoberflächen eben und oft von Grobsandlagen überdeckt. Sehr mächtige Konglomeratkörper sind komplex aufgebaut aus einzelnen basal ineinandergreifenden bandförmigen Schüttungskörpern mit plankonvexem Querschnitt (z. B. Bärgunt, Abb. 3; GAUPP 1980).

Transportrichtungen und Proximalität:

Interngefüge und Sohlmarken der mit den Konglomeraten assoziierten Turbiditsandsteine belegen einen Sedimenttransport aus nördlichen Richtungen (MÜLLER 1973). Aufgrund der Korngrößenabnahme in den Konglomeraten von der Cenoman-Randschuppe im Norden zur Allgäudecke im Süden wurde von ZEIL (1955, 1956) und ZACHER (1966) auf ein im Norden gelegenes, heute nicht mehr erschlossenes Liefergebiet geschlossen (vgl. BROILI 1914, KRAUS 1951).

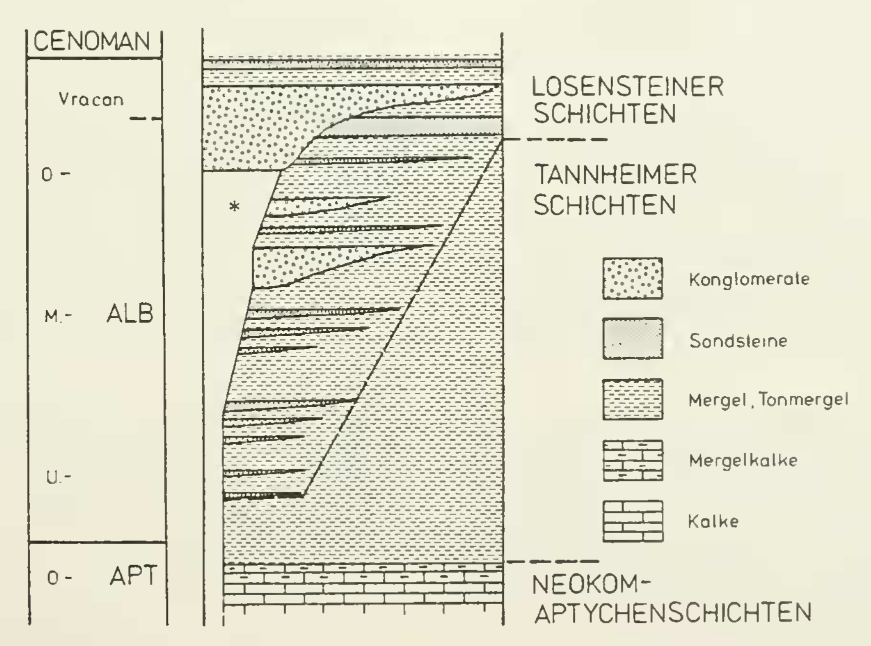


Abb. 2. Schemazeichnung zur Verdeutlichung der stratigraphischen Beziehungen zwischen Losensteiner Schichten und den liegenden Tannheimer Schichten.
(* = Schichtausfall unter konglomeratischen Rinnenfüllungen durch basale Erosion)

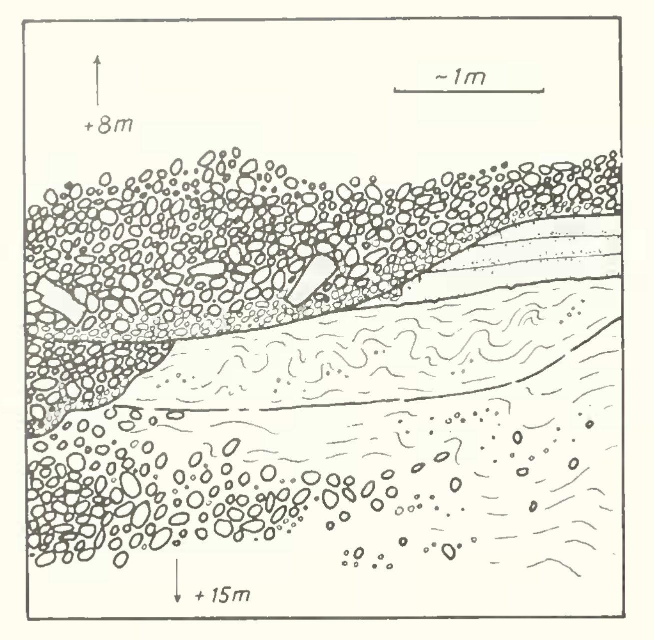


Abb. 3. Aufschlußskizze der erosiven Basis einer mächtigen amalgamierten Orthokonglomeratlage (Rinnenfüllung) über Psammiten, Parakonglomeraten und Geröllpeliten der Losensteiner Schichten. Bärgunt, Hinteres Kleines Walsertal, 1790 m NN; Arosa-Zone.

Nach GAUPP (1980) belegen die systematischen Korngrößenvariationen der Gerölle eine generell Nord-Süd gerichtete Sedimentzulieferung: Durchmesser übergroßer Einzelgerölle > 1 m treten nur in den Konglomeraten der Cenoman-Randschuppe (und aus dieser tektonisch verschleppt in der Arosa-Zone) auf.

Die mittleren scheinbaren Durchmesser der 10 größten Gerölle (= D/10-Werte) aus basalen Teilen gradierter Konglomerate und aus ungradierten Konglomeraten liegen in der Cenoman-Randschuppe mindestens um 20% über denen der Allgäudecke. Die Häufigkeit von Konglomeraten mit D/10-Werten >15 cm geht in der südlichen Allgäudecke (Tannheimer Berge) gegen Null.

In turbiditischen Psammiten weisen Bankmächtigkeiten, Korngrößen basaler Lagen und die Abfolgen der BOUMA-Abschnitte auf distalere Verhältnisse in der Allgäudecke als in der Cenoman-Randschuppe hin.

Die Gesamtheit sedimentologischer Beobachtungen in den Losensteiner Schichten belegt größere Proximalität in der Cenoman-Randschuppe, verglichen mit der Allgäudecke (GAUPP 1980).

Zur Interpretation des Ablagerungsmilieus:

Interngefüge, Geometrie und Faziesassoziationen der Konglomerate belegen ihre Bildung aus schwerkraftbedingten Resedimentationen. Es handelt sich nicht um klastische Bildungen einer Transgression wie vormals angenommen. Die Losensteiner Schichten wurden in kleinen radial-fingerförmig nach Süden vorgreifenden submarinen Fächern unter tief-sublitoralen bis bathyalen Verhältnissen abgelagert. Die Konglomerate sind klastische Füllungen von Rinnen, die durch basale Erosion unter hochkonzentrierten Sedimentdispersionsströmen entstanden (Details in GAUPP 1980, 1982).

2.2 KOMPONENTENBESTAND DER KONGLOMERATE

Das Geröllspektrum der Konglomerate umfaßt leukokrate plutonische und vulkanische Gesteine, basische Vulkanite, niedrig- bis mittelgradig metamorphe Gesteine sowie siliziklastische und karbonatische Sedimentgesteine (AMPFERER & OHNESORGE 1909, BRINKMANN et al. 1937, ZEIL 1955, ZACHER 1966, MÜLLER 1973, LÖCSEI 1974, GAUPP 1980).

Die Abbildungen 4, 5 und 6 geben einen Überblick über die häufigsten Gerölltypen. Vor allem die kristallinen, meist als ,,exotisch" bezeichneten Komponenten wurden in Beschreibungen dieser Konglomerate hervorgehoben.

Rhyolithische und dacitische Gerölle sowie pyroklastische Äquivalente sind die häufigsten Kristallin-Komponenten. Granite (vorherrschend grüne Varietäten) sind sehr selten.

Bei den Metamorphiten sind Phyllite und Glimmerschiefer im Osten häufiger als im Westen. Generell sind Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise untypische und relativ seltene Komponenten der Losensteiner Schichten.

Höhermetamorphe Gesteine fehlen im Westen entweder ganz oder sind extrem selten. Ultrabasischer Detritus (Serpentinit) tritt nur in der Sandfraktion auf.

Die Sedimentgesteinskomponenten wurden bislang gedeutet als umgelagerter Detritus der kalkalpinen permomesozoischen Schichtfolge (ZEIL 1955, MÜLLER 1973, DIETRICH 1976). Auch LÖCSEI (1974) gibt für die Sedimentgesteinsgerölle eine ,,Kalkvoralpine" Herkunft an. Lediglich EL NOOR (1966) hält kalkalpine Herkunft für verschiedene Kalkgerölle für ausgeschlossen.

Zusammensetzung	Bärgunt (Arosa-Zone)	Häuselloch (Cenoman-Randschuppe)
Sedimentgesteine:		
Biogene arenit. Kalke	9,9	4,8
Kreidesandsteine	1,6	0,8
Fleckenkalke u.bunte Kalklutite	10,7	7,7
Echinodermen-Biosparite	<0,5	1,8
Hornsteine, Spiculite, Radiolarite	<0,5	2,5
weißer Dolomit, dolom. Kalk	11,2	6,3
gelbgrauer u. gelber Dolomit	16,9	12,8
schwarzer Dolomit	1,3	<0,5
rote u. graue Quarzpsammite	1,6	6,8
schwarze Lydite	1,3	2,5
	54%	46%
Kristallin:		
Quarz	11,2	19,3
Granit	<0,5	---
Metakonglomerate, Quarzite u. Meta-Arkosen	11,8	7,8
Saure u. intermediäre Eruptiva	17,8	15,1
Basische Eruptiva	4,5	10,3
Chloritaggregate, (?) Serpentinit	---	1,0
Chloritschiefer, Glimmerschiefer	0,6	0,5
	46%	54%
	313 Gerölle	398 Gerölle

Abb. 4. Prozentuale Verteilung der Geröllkomponenten in zwei Konglomeratbänken der Losensteiner Schichten (Alb).

● HAUFIG
◑ ZURUCK TRETEND
○ SELTEN
? NICHT NACHGEWIESEN

				Blasenka	Bärgunt	Roßkopf	Häuselloch	Weißenbach	Kleebach	Riesenbach	Schrecksee
KREIDE	Unterkreide	Apt Alb	Silt-/Tonsteine	◑	◑	◑	◑	◑	○	○	◑
			Quarzpsammite	◑	◑	◑	◑	◑	◑	◑	◑
			Kalkarenite	○	○	◑	◑	◑	?	○	?
			Orbit.Lithothamn.-Bioarenite	◑	◑	◑	○	○	○	○	○
		Berrias - Barreme	Orbit.Milioliden-Biomikrite	◑	●	◑	◑	◑	○	◑	○
			Bio-Oolumpsparite	◑	◑	○	○	○	○	○	○
			Korallenbiolithite	◑	◑	○	○	○	○	?	○
			Biointrasparite mit Salpingoporella	◑	●	◑	○	◑	○	○	○
			Calpionellenkalke	○	○	◑	◑	○	○	○	◑
JURA	Malm	Oxford Kim. Tithon	Biopelsparite mit Clypeina j.	◑	◑	○	○	○	○	?	○
			Lumpintrasparite mit Protopeneroplis	◑	◑	○	◑	○	○	○	○
			Saccocomakalkmikrite	◑	○	◑	◑	◑	◑	○	○
			Filamentkalke	◑	○	◑	◑	◑	◑	◑	◑
			Radiolarite	○	○	○	○	○	○	○	?
	Dogger		Kieselkalke, Spiculite	○	◑	●	●	●	◑	◑	◑
	Lias		Echinodermenschuttkalke	○	◑	◑	●	●	◑	◑	●
			Fleckenkalke (jf)	◑	◑	◑	●	◑	◑	◑	◑
			Bunte Kalklutite	○	◑	◑	●	●	●	◑	◑
TRIAS	R		Obertriaskalke	?	○	◑	◑	○	○	?	○
	N		(Haupt-) Dolomit	◑	●	●	●	●	●	●	●
	K		? Dolomit gelb	●	●	●	●	●	●	●	◑
	L		(Wetterstein-) Kalk (Wetterstein-) Dolomit	◑	●	●	●	●	◑	●	◑
	A		? schwarze Kalkmikrite	○	○	○	○	○	?	○	?
	S		Buntsandstein	○	○	◑	◑	○	◑	○	?

Abb. 5. Zusammensetzung des mesozoischen Anteils von Sedimentgesteins-Komponenten in Konglomeraten der Losensteiner Schichten.

Eine eingehende Neubearbeitung der Sedimentgesteinsgerölle macht nun deutlich, daß verschiedene der Geröll-Lithofaziestypen im Kalkalpin entweder selten oder aber unbekannt sind. Nur diese Komponenten sowie einige weitere paläogeographisch interessante Geröllanteile werden hier kurz beschrieben.

a) Wettersteinkalk und -dolomit:

Weiße, teilweise gelbgefleckte dolomitische Dismikrite mit pel- und lumpsparitischen Partien, Fenstergefügen, gradierten Hohlraumfüllungen (z. T. fenestral algal boundstones).

Fossilgehalt: Pharetronen, Kalkschwämme, Ostracoden;
Algen: *Zonotrichites*, *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Thaumatoporella* sp.;
Foraminiferen: *Ophtalmidium* cf. *tricki* (Langer), *Glomospirella* sp., *Trochammina* sp., *Turrispirillina prealpina* Trifonova; bestimmt durch Dr. Ott: *Endothyra* cf. *batuxi*, *Amphimuralis* sp., *Aeolisaccus tintinniformis* Mišík.

Obwohl keine sicheren Leitformen zu finden waren, deutet nach Herrn Dr. Ott die Fauna und der Gesamteindruck auf (?) mittel- und obertriadischen Wettersteinkalk und -dolomit

hin. Der Mangel an Diploporen und das gehäufte Auftreten von *Tubiphytes obscurus* MASLOV läßt auf Riff-Fazies (E. OTT 1972) schließen.

b) Brecciöse Lias- und Doggerkalke:

Bunte fossilführende Calcilutite des Lias und Echinodermen-Biosparite und Kieselkalke sind mitunter fein- bis grobbrecciös ausgebildet. Entweder Intraklasten gleicher Lithologie und Fauna oder dolomitische Extraklasten sind in die Kalke eingebettet. Tektonische Brecciierung ist auszuschließen, da die Matrix dieser klastischen Kalke praktisch unzerbrochen ist und deutliche Anzeichen von plastischer Verformung durch die Klasten zeigt. Gerölle dieser Art erreichen mehrere dm Durchmesser; die Größe der Klasten liegt zwischen 1 mm und 15 cm.

c) Jura-Flachwasserkalke mit *Clypeina jurassica* FAVRE:

Bedeutsam für paläogeographische Fragen sind die besonders im Westen des Untersuchungsgebietes häufigeren hellgrauen und dunkelblaugrauen, weißlich anwitternden Kalkgerölle, die ohne nähere Beachtung leicht mit kalkalpinen Obertriaskalken verwechselt werden können:

Biomikrite, Biopelsparite (Tafel I, Fig. 1), Biointrasparite, Lumpsparite mit Biogenen, Oosparite, brecciierte Pelsparite.

Fossilgehalt: Mollusken: Kleingastropoden, grobe mikritisierte Bivalvenschalenfragmente, *Bankia striata* (CAROZZI);
Algen: *Clypeina jurassica* FAVRE, *Cayeuxia* cf. *americana* JOHNSON, *Cayeuxia piae* FROLLO, *Cayeuxia* sp., *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Pianella* sp.;
Foraminiferen: *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Labyrinthina* sp., Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae;
Bryozoen; Korallenbruchstücke (z. T. ganze Stöcke); Koprolithen *(Favreina* sp.); Crinoidenstielglieder; Ostracoden.

In den mit Dünnschliffen und Acetatfolienabzügen untersuchten Proben ließen sich sowohl Kalke mit zahlreichen *Pr. striata,* solche mit *Cl. jurassica* und seltener auch solche mit *Bankia striata* nachweisen. Damit ist auf ein Alter der Kalkgerölle von Kimmeridge bis mittleres Tithon zu schließen.

Die lithologische Ähnlichkeit dieser Kalke mit den Gesteinstypen des Sulzfluhkalk (W. OTT 1969) ist beachtenswert. Vergleichbar sind diese Kalke auch mit Malmflachwasserkalken der östlichen Nordkalkalpen wie dem Plassenkalk (FENNINGER & HÖTZL 1965; TOLLMANN 1975a) und bedingt auch mit Barmsteinkalk und Tressensteinkalk.

d) Unterkreide-Flachwasserkalke in „Urgonfazies":

Hellbraune, blaßrote, hell- bis dunkelgraue Biomikrite, Biopelmikrite, Biosparrudite und Biolithite (Tafel I, Fig. 3–6).

Fossilgehalt: grobe Gastropoden- und Bivalvenschalenstücke, Echinodermenfragmente;
Algen: *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Acroporella radoicici* PRATURLON, *Acicularia* sp., *Acicularia* cf. *elongata* CAROZZI, *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS, *Bacinella irregularis* RADOICIC *(Lithocodium)*, *Ethelia alba* PFENDER, *Boueina* sp, ? *Likanella* sp., *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, *Archaeolithothamnium* sp.,
Foraminiferen: *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Orbitolina* cf. *conica* D'ARCHIAC, *Orbitolina* sp., *Dictyoconus* cf. *arabicus* HENSON, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Cuneolina* sp., *Rheophax* sp., *Pseudochoffatella* sp., *Glomospira* sp., *Quinqueloculina* sp., *Nautiloculina* sp., ? *Ovalveolina* sp., Textulariidae.
Außerdem Korallen(-bruchstücke), Poriferen, Ostracoden.

Für Kalkgerölle mit *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ) kommt ein Alter von Hauterive bis Mittelapt in Frage (CONRAD & PEYBERNES 1976), nach CONRAD (1977) Berrias bis Unterapt.

Sabaudia minuta HOFKER ließe eine Einstufung Hauterive bis tiefes Apt zu (GUSIĆ 1975). Sichere Belege für Alb-Alter sind nicht gegeben.

Diese Gerölle entsprechen völlig der sog. „Urgonfazies", die mit bioklastischen Flachwasserkalken in der Unterkreide im Tethysbereich weit verbreitet war. Nach Mikrofazies und Fossilgehalt ist in Anlehnung an CONRAD (1977) auf infralitorale bis circalitorale Ablagerungsmilieus dieser Kalke zu schließen.

e) Chromspinellführende Flachwasserkalke der Unterkreide

Orbitolinenreiche Intrabiosparite und Oosparite (Taf. II, Fig. 1–3) führen gelegentlich terrigenen Detritus. Quarzkörner, Chromspinell, Serpentinit oder Chloritaggregate sind in Lumps eingeschlossen oder bilden den Kern von Ooiden.

3. DER AUFBAU DES LIEFERGEBIETES

Aus dem Geröllbestand in Konglomeraten der Losensteiner Schichten läßt sich hypothetisch der Aufbau des Liefergebietes rekonstruieren (Abb. 6). Demnach wurde die mesozoische (Untertrias bis Apt/Alb) und paläozoische (Permokarbon und ? älter) Sedimenthülle, samt eingeschalteten sauren und basischen Vulkaniten abgetragen bis auf den kristallinen Sockel. Das Grundgebirge war gekennzeichnet durch niedrig- und mittelgradige Metasedimente/Metavulkanite und granitische Gesteine. Permokarbon ließ sich neuerdings durch palynologische Untersuchungen (GAUPP & BATTEN in Vorb.) belegen. Eine relativ mächtige klastisch-vulkanogene Permoskyth-Schichtserie war von vergleichsweise geringmächtiger Trias überlagert. Die vermutlich kontinuierliche Schichtfolge von Lias bis Mittelkreide weist charakteristische litorale Karbonatsedimente während Malm und Unterkreide auf. Ein Teil der Jura-/Unterkreide-Sedimente in Übergangs-

und Langschwebfazies (vgl. Abb. 6) wurde beim Geröllstromtransport aus flachmarinen Bereichen in den tiefermarinen Ablagerungsraum der Losensteiner Schichten durch basale Erosion in die Konglomerate eingearbeitet (kantige Klasten ± ohne Rundung).

Basische und ultrabasische Gesteine wurden im weiteren Raum des Liefergebietes bereits während des Apt (oder noch früher) erodiert und in flachmarine Kalksedimente eingelagert.

4. DISKUSSION

4.1 KRISTALLINES BASEMENT

Typisch für den Geröllbestand der Alb-Konglomerate ist das Fehlen von höhermetamorphem Kristallin. Gneiskomponenten sind extrem selten oder fehlen völlig. TRÜMPY (1975) hebt für das Unterostalpin Graubündens den Reichtum an paläozoischen Granitoiden hervor und verweist auf den Kontrast zum Südpenninikum und Oberostalpin, wo der kristalline Untergrund v. a. aus Gneisen und Glimmerschiefern besteht.

Das Permoskyth von Tarntaler Bergen und Radstädter Tauern (CLAR 1940, ENZENBERG 1967) wird von Quarzphyllit bzw. Wenger Kristallin unterlagert, während Mittelostalpin (Altkristallin) und Mittelpenninikum (Zentralgneis) vorwiegend höhermetamorphes Kristallin aufweisen (vgl. FRASL & FRANK 1966, FRISCH 1968). Grüne Granite und Granitmylonite, wie sie selten auch in den Alb-Konglomeraten und nach eigenen Funden auch in den Tratenbachschichten vorkommen, sind typisch für das Unterostalpin des Err-Julier-Gebietes, sind aber auch im Mittelpenninikum (grüne Granite der Falknis-, Tasna- und Sulzfluh-Decke) häufig vertreten (CORNELIUS 1935, BERTLE 1973, BURGER 1978). Nach neuen Untersuchungen von GRUNER (1981) wird allerdings für Falknis- und Sulzfluh-Einheit wieder eine unterostalpine Position erwogen. GRUNER stellt in dem Zusammenhang die starke Beteiligung amphibolitischer Gesteine im Mittelpenninikum in Gegensatz zum amphibolitarmen Unterostalpin.

Chloritquarzite und Chloritschiefer, häufiger in den feineren Fraktionen klastischer Sedimente der Losensteiner Schichten, lassen sich z. T. mit Altkristallin aber auch mit den Casannaschiefern der Arosa-Zone vergleichen (GRUNAU 1947).

4.2 PALÄOZOIKUM

Besonders auffallend sind die häufigen graugrünen bis roten, sauren bis intermediären Vulkanite in den Konglomeraten der Losensteiner Schichten (Rhyolithe, Felsitporphyre, Dacite, Ignimbrite usw.). Gegen eine mögliche Ableitung dieser Vulkanite aus der Grauwackenzone (z. B. DIETRICH 1976) spricht nach TOLLMANN (1976b), daß die Porphyroide dieser Zone (z. B. Blasseneck-Porphyroide) bereits variszisch metamorph wurden. Dieses Argument läßt sich jedoch nicht auf das Unterostalpin ausdehnen. Im Permoskyth des Ober- und Unterostalpin von Graubünden sind mächtige Quarzporphyre und Pyroklastika vertreten (CORNELIUS 1935). Von allen tektonischen Einheiten nördlich des Oberostalpin weist das Unterostalpin Graubündens die umfangreichste vulcano-sedimentäre Formation auf. Die alpidisch metamorphosierten, prätriadischen Nair-Porphyroide der Err-Grevasalvas-Decke haben dacitische, rhyolithische und andesitische Zusammensetzung. Nach TRÜMPY (1975) sind deckenförmige Rhyolithe wohl permischen Alters auch in der Bernina-Decke vertreten. Auch DIETRICH (1976) hält eine unterostalpine Abkunft der Vulkanitgerölle für wahrscheinlich. Daß permische Vulkanite auch in den Karpaten in internen Bereichen vertreten sind, ist aus der Melaphyr-Subformation der innerkarpatischen Choč-Gemeriden (MAHEL 1963) zu ersehen, die auch TOLLMANN (1965) dem Oberostalpin gleichsetzt.

DÜNNER (1934) erwähnt Quarzporphyre aus dem Mittelpenninikum des westlichen Tauernfensters, die zwischen Zentralgneis und Hochstegenmesozoikum (FRISCH 1976) auftreten. Eine Herleitung der Quarzporphyrgerölle im „Randcenoman“ aus diesem Gebiet wird von FRISCH (l. c.) erwogen.

Eine Durchsicht der mir von Herrn Prof. FRISCH freundlicherweise gegebenen Dünnschliffe dieser metamorph überprägten Quarzporphyre zeigte aber wenig Gemeinsamkeiten außer texturellen Merkmalen.

Betrachtet man die epimetamorphen, möglicherweise tlw. karbonen Metapsammite (Arkosen, Grauwacken) und Metakonglomerate in den Geröllen, dann scheinen diese eher mit vermutlich präpermischen Metasedimenten des Unterostalpin (ENZENBERG 1967, CORNELIUS 1935) vergleichbar, als mit solchen des Penninikum (z. B. Habachserie, vgl. FRASL & FRANK 1966).

4.3 PERMOSKYTH UND TRIAS

Terrigene Sedimente des alpinen „Verrucano“ sind in den Tarntaler Bergen (Quarzite, Serizitquarzitschiefer, ENZENBERG 1967), in den Radstädter Tauern (TOLLMANN 1959), im Julier-Bernina-Gebiet (CORNELIUS 1935) sowie im Mittelpenninikum (Wustkogelserie z. B. FRISCH 1968) nachzuweisen. Ebenso ist Buntsandstein in den genannten Einheiten vertreten.

Die Gesamtmächtigkeit der Trias ist im Unterostalpin und Mittelpenninikum geringer als im Oberostalpin (vgl. PREY 1976). In der Sulzfluhdecke ähnlich wie unter dem Hochstegenkalk ist Trias kaum entwickelt oder fehlt völlig (W. OTT 1969, FRISCH 1968). Wenn überhaupt, dann ist Trias im Penninikum nur sporadisch durch Dolomite vertreten (THIELE 1970).

Dagegen ist die Trias im Unterostalpin zwar lückenhaft und geringmächtig aber doch stets vorhanden (TRÜMPY 1975). Hauptdolomit erreicht in Graubünden 400 m, in den Tarntaler Bergen 200 m Mächtigkeit (ENZENBERG 1967).

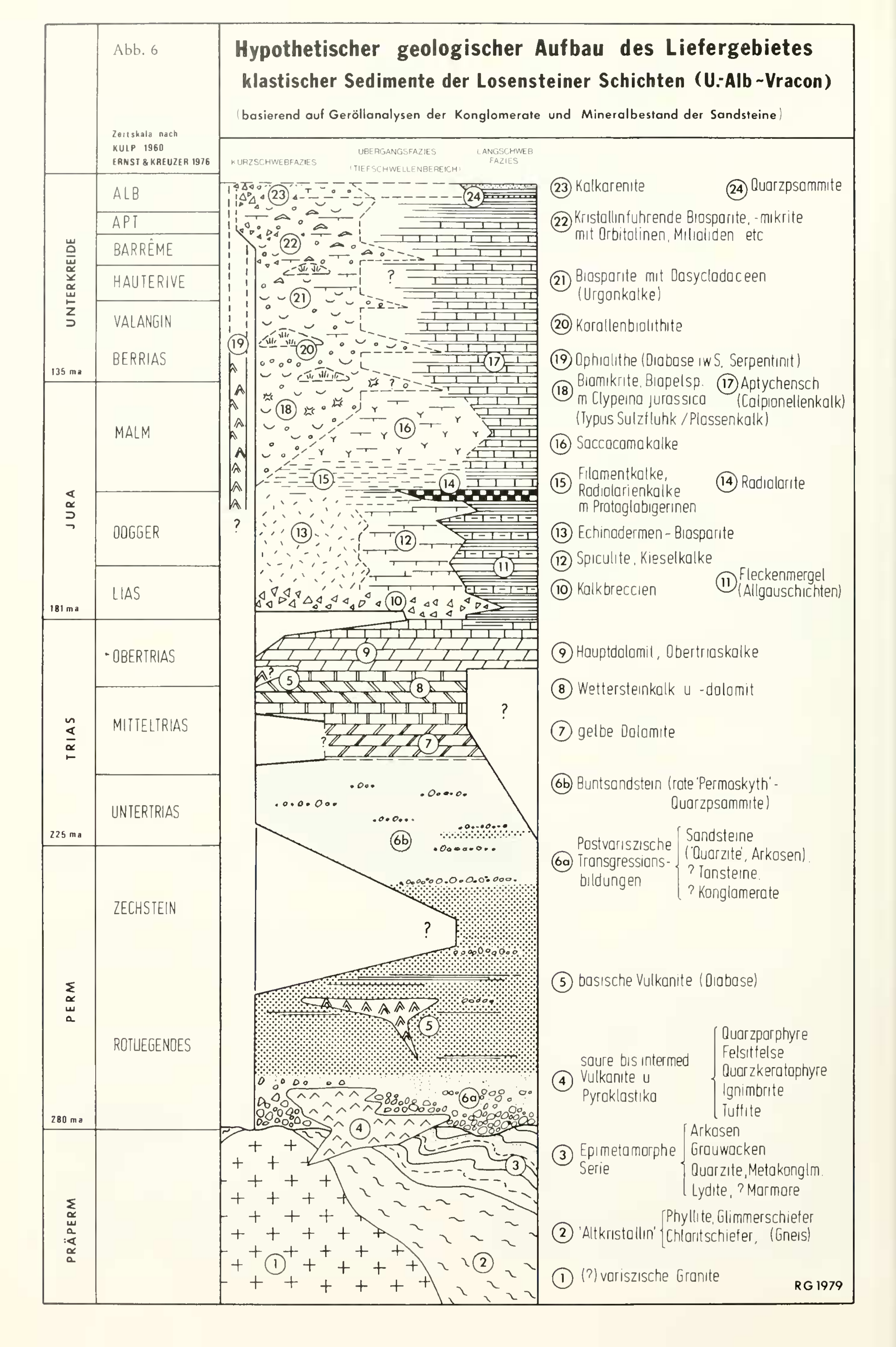


Abb. 6
Hypothetischer geologischer Aufbau des Liefergebietes klastischer Sedimente der Losensteiner Schichten (U.-Alb ~ Vracon)
(basierend auf Geröllanalysen der Konglomerate und Mineralbestand der Sandsteine)
Zeitskala nach KULP 1960 ERNST & KREUZER 1976
KURZSCHWEBFAZIES
ÜBERGANGSFAZIES (TIEFSCHWELLENBEREICH)
LANGSCHWEB FAZIES
UNTERKREIDE
ALB
APT
BARRÊME
HAUTERIVE
VALANGIN
BERRIAS
135 ma
JURA
MALM
DOGGER
LIAS
181 ma
TRIAS
OBERTRIAS
MITTELTRIAS
UNTERTRIAS
225 ma
PERM
ZECHSTEIN
ROTLIEGENDES
280 ma
PRÄPERM
(23) Kalkarenite
(24) Quarzpsammite
(22) Kristallinführende Biosparite, -mikrite mit Orbitolinen, Milioliden etc
(21) Biosparite mit Dasycladaceen (Urgonkalke)
(20) Korallenbiolithite
(19) Ophiolithe (Diabase i.w.S., Serpentinit)
(18) Biomikrite, Biopelsp. m Clypeina jurassica (Typus Sulzfluhk / Plassenkalk)
(17) Aptychensch (Calpionellenkalk)
(16) Saccocomakalke
(15) Filamentkalke, Radiolarienkalke m Protoglobigerinen
(14) Radiolarite
(13) Echinodermen - Biosparite
(12) Spiculite, Kieselkalke
(11) Fleckenmergel (Allgäuschichten)
(10) Kalkbreccien
(9) Hauptdolomit, Obertriaskalke
(8) Wettersteinkalk u -dolomit
(7) gelbe Dolomite
(6b) Buntsandstein (rote 'Permoskyth' - Quarzpsammite)
(6a) Postvariszische Transgressions-bildungen
Sandsteine ('Quarzite', Arkosen)
? Tonsteine
? Konglomerate
(5) basische Vulkanite (Diabase)
(4) saure bis intermed Vulkanite u Pyroklastika
Quarzporphyre
Felsitfelse
Quarzkeratophyre
Ignimbrite
Tuffite
(3) Epimetamorphe Serie
Arkosen
Grauwacken
Quarzite, Metakonglm.
Lydite, ? Marmore
(2) 'Altkristallin'
Phyllite, Glimmerschiefer
Chloritschiefer, (Gneis)
(1) (?) variszische Granite
RG 1979

Rossner (1976) wies in den nördlichen Radstädter Tauern Wettersteinkalk in Riffazies nach, in einer Fazies also, die auch in den Geröllen der Losensteiner Schichten vorliegt.

Im Err-Bernina-Gebiet liegt Mitteltrias geringmächtig in weißen Wettersteindolomiten vor (Cornelius 1935).

Gelbe Dolomite, wie sie charakteristisch in den Geröllen auftreten, sind nach Cornelius (1935) im Anis und im Karn der Platta-Decke, der Carungas-, Err- und Bernina-Decke entwickelt. Herrn Prof. Trümpy verdanke ich den Hinweis, daß gelblich-ockerfarbene feinkristalline Dolomite mit schwarzen Dendriten typisch im Unterostalpin Graubündens auftreten.

Das Rät des Unterostalpin ist mit Lumachellekalken, Thecosmilienkalken usw. ähnlich dem Oberostalpin entwickelt (vgl. Trümpy 1975, Rossner 1976).

4.4 JURA UND UNTERKREIDE

Im tieferen Jura des Unterostalpin (Graubünden) wurden Echinodermenschuttkalke und Kieselkalke (Spiculite) gebildet. Während des Dogger kam es zu den für das Unterostalpin auch weiter im E so typischen Breccienbildungen (z. B. Saluver-Formation, Finger 1975). Allerdings sind die Gerölle jurassischer Breccien in Losensteiner Konglomeraten, soweit ich das bisher beurteilen konnte, frei von kristallinen Komponenten. Der Malm des Unterostalpin ist, wie schon der Dogger, in Tiefwasserfazies entwickelt. Über Radiolariten folgende Aptychenkalke reichen vermutlich bis in die Unterkreide (Finger 1975, Trümpy 1975). Aus der Carungas-Decke bei Oberhalbstein (Val d'Err) hat neuerdings O. Voborny/Zürich (frdl. mdl. Mitt.) Dogger bzw. Malm im Tiefschwellenfazies mit Saccocomakalken nachgewiesen. Auch hier sind wieder Analogien zum Komponentenbestand festzustellen.

Kieselige Jurakalke (Kieselschiefer, kieselige Tonschiefer) werden von Enzenberg (1967) aus dem Tarntaler Unterostalpin beschrieben.

Mehr Schwierigkeiten bringt die Zuordnung der biogenen Malm- und Unterkreide-Flachwasserkalke, die in den Konglomeratgeröllen nachgewiesen werden konnten. Im Bajuvarikum zwischen Isar und Iller sind Kalke dieser Fazies nicht vertreten.

Malmkalke vergleichbarer Fazies sind N' des Oberostalpin bisher lediglich aus den vermutlich unterostalpinen (oder mittelpenninischen) Sulzfluh-Falknis-Einheiten (W. Ott 1969, Gruner 1981) beschrieben worden. Das Auftreten von Urgo-Apt bzw. Tristelschichten in der unterostalpinen Err-Bernina-Gruppe scheint nicht sichergestellt zu sein (Trümpy 1975).

Ein symmetrisches Gegenstück zu den Malm-Flachwasserkarbonatplattformen im Süden des Oberostalpin (Plassenkalk usw.) auch im Norden in unterostalpiner (? auch mittelostalpiner) Position ist nicht grundsätzlich auszuschließen.

Rekurrenzen der Malm- und Unterkreide-Flachwasserkarbonatfazies waren selbstverständlich überall dort gegeben, wo die bathymetrischen und paläogeographischen Verhältnisse dies erlaubten.

Unterkretazische Flachwasserkarbonate (Urgonfazies) mit Chromspinell-Beimengung werden von Zupanič & Babič (1981) aus NW-Kroatien beschrieben. Hagn (1982) fand neuerdings allodapische Kalke in Urgonfazies (Barrême) mit Chromspinell in der Thierseemulde (SE-Teil der Lechtaldekke).

Als Ausgangsgesteine des Chromspinell und des Serpentinit-Detritus müssen größere Komplexe ultrabasischer Magmatite angesehen werden. Dabei muß offenbleiben, ob es sich tatsächlich um Abkömmlinge mesozoischer ozeanischer Kruste, die im Zuge mittelkretazischer Subduktion lokal ins Erosionsniveau geriet, oder um ältere Bestandteile des Grundgebirges handelt.

Als Liefergebiete für ultrabasischen Detritus in den Losensteiner Schichten kommen jedenfalls sowohl das ophiolithreiche Südpenninikum als auch das Unterostalpin in Frage. Während in der Schweiz die Grenze Penninikum/Ostalpin mit dem Fehlen oder Auftreten von Ophiolithen gezogen wird (vgl. Dietrich 1970, Trümpy 1975), tritt in den Ostalpen auch im Unterostalpin noch Serpentinit in bedeutendem Ausmaße auf (z. B. Reckner-Serpentinit Enzenberg 1967; Ophiolithe der Matreier Zone, Frisch 1976, Tollmann 1977).

5. SCHLUSSFOLGERUNGEN ZUR PALÄOGEOGRAPHIE

Tollmann (z. B. 1965a) lokalisiert das Liefergebiet allothigener Gerölle, v. a. aufgrund von Analogieschlüssen auf Verhältnisse in den Karpaten (vgl. Birkenmajer 1960), am Nordrand des Mittelpenninikum („Ultrapienidischer Rücken"). Die paläogeographische Lage des Liefergebietes hat schwerwiegende Bedeutung für die zeitliche Fixierung orogener Hauptbewegungen in den Ostalpen. Wenn Tollmann das Liefergebiet in das nördliche Mittelpenninikum verlegt, dann bedeutet dies zwangsläufig, daß das Südpenninikum der Tauernschieferhülle bereits vor dem Mittel- oder Unteralb unter die Austroalpin-Adriatische Platte unterschoben worden sein muß, so daß Sedimenttransport aus dem Brianconnais direkt bis in das nördliche Oberostalpin hinein möglich wurde (vgl. Tollmann 1976a, Zacher 1966, Oberhauser 1964).

Wird das Liefergebiet dagegen in südlicherer Lage angeordnet, etwa zwischen Penninikum und Ostalpin im Sinne des „Rumunischen Rückens" von Kockel (1923), dann muß der Südpenninische Ozean nicht vor der Oberkreide geschlossen worden sein.

Zu diesem Schluß kommen z. B. Oberhauser (1968, 1978) oder Müller (1973), die einen Tauernzuschub nicht vor dem Eozän, bzw. nicht vor Oberturon annehmen (vgl. Clar 1965).

Aus dem Chromspinellgehalt kretazischer Sedimente bis zum Untercampan auf noch nicht abgeschlossenen Tauernzuschub schließen zu wollen, wäre wohl ungerechtfertigt, denn für den Umschlag könnten auch andere Gründe verantwort-

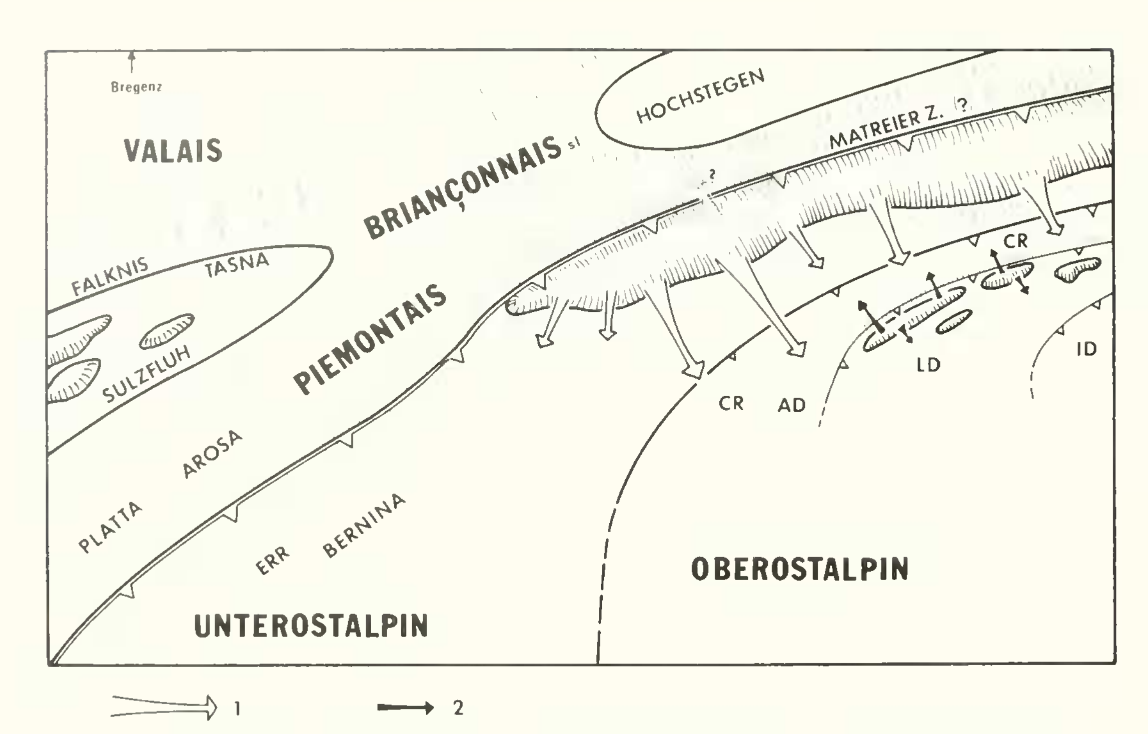


Abb. 7. Paläogeographisches Schema des Grenzbereichs Ostalpin/Penninikum im Mittel- und Westteil der Ostalpen für den Zeitraum Alb-Untercenoman. Nach GAUPP 1980, paläogeographische Gliederung in Anlehnung an TRÜMPY 1975, FAUPL 1978.
1 = Sedimentzulieferung der Losensteiner Schichten (Alb, bis Vraconien), 2 = Sedimentzulieferung der Unteren Branderfleckschichten (ab Vraconien, Untercenoman)

lich sein (z. B. Subsidenz entsprechender Liefergebiete). Koinzidiert dieser Umschlagzeitpunkt aber z. B. mit Metamorphoseereignissen im Penninikum (KREUZER et al. 1980), dann kommt ihm doch größere Bedeutung zu.

So geht TOLLMANN (1977) inzwischen auch von einem Abschluß der Südpennin-Subduktion erst im Campan aus, fordert aber dennoch die Herkunft der Quarzporphyrgeröllschüttung vom „Ultrapienidischen Rücken", wobei für die allothigeneführenden Sedimente der Mittelkreide ein Transport „über das bereits trockenliegende, tektonisch noch nicht verdeckte Reststück des Pennins in die Kalkalpenstirn gegen Süden" zu denken wäre (1977). Wenn man jedoch davon ausgeht, daß die Subduktion des Piemontais erst im Alb/Cenoman begann (TOLLMANN 1977), dann kann unmöglich im Oberalb Abtragungsmaterial des Mittelpenninikum durch den Südpenninischen Trog bis auf die ostalpine „Oberplatte" gelangen.

Man kommt ohne diese Hilfsannahme zu einer einfacheren Erklärung, wenn man das Liefergebiet allothigener Komponenten in internerer Lage annimmt, was aufgrund des Komponentenbestandes naheliegend ist. Trotz der zweifellos vorhandenen Ähnlichkeit allothigener Komponenten in der Oberkreide der Pieniden (BIRKENMAJER 1960, vgl. auch MIŠIK et al. 1981) mit den Geröllen der Losensteiner Schichten, scheint es mir zutreffender, statt eines nirgendwo nachweisbaren hypothetischen „Rückens" in mittelpenninischer Lage besser ein unterostalpines Liefergebiet (i. w. S.) anzunehmen, dessen erforderlicher Gesteinsbestand in den vorhandenen Relikten dieser Einheit zu finden ist.

Diesem unterostalpinen Liefergebiet entstammen allothigene Gerölle ähnlicher Spektren im Alb (Losensteiner Schichten), und vermutlich auch im Turon (Obere Branderfleckschichten und Flachwasser-Gosau) der Nördlichen Kalkalpen. Die Schüttung „exotischer" Komponenten (einschließlich ophiolithischem Detritus) mag in der Oberkreide nach Überwindung des Ostteils der mittelpenninischen Plattform durch Subsidenz abgebrochen worden sein, was zur Umkehrung des Paläogefälles und zum Einsetzen der Flyschgosau-Sedimentation geführt haben kann (vgl. FAUPL 1978).

Im Unterostalpin Graubündens dauert die Sedimentation bis in die tiefere Oberkreide fort mit pelagischen Mergeln (couches rouges), die von einigen 100 m Flysch überlagert werden (TRÜMPY 1975). Aus dem Raum der Err-Bernina-Decken kann die Schüttung allothigener Komponenten nicht herzuleiten sein. Sieht man in diesem Zusammenhang, daß Schubfetzen in der Arosa-Zone, die zweifelsfreie Losensteiner Schichten mit typischen Konglomeraten führen, nach SW über das Große Walsertal hinaus nicht mehr auftreten und daß in der eigentlichen Arosa-Zone Graubündens derartige Konglomerate nicht vorhanden sind, dann läßt sich ein Ausklingen dieser Konglomeratschüttungen nach W denken (vgl. Abb. 7). Ein unterostalpines Liefergebiet, das sich in Malm- und Unterkreide lokal durch Flachwassersedimentation auszeichnete, ging möglicherweise nach W in tiefermarine Bereiche mit Aptychenkalksedimentation über. Im E früher einsetzende tektonische Bewegungen führten im Alb zur Emersion und stellenweisen Abtragung bis aufs Grundgebirge.

Über die hier aufgezeigten Ähnlichkeiten im geologischen Aufbau des Liefergebietes allothigener Gerölle der Mittelkreide mit dem Gesteinsbestand des Unterostalpins, kann und soll eine präcenomane Überwältigung des Südpenninikums nicht widerlegt werden. Es wird aber deutlich, daß sich

aus dem Geröllbestand der Alb-Konglomerate kein zwingender Beleg für einen Anschluß des Ostalpin an das Mittelpenninikum während des Alb ableiten läßt.

Viel wahrscheinlicher wird dagegen ein Liefergebiet in Form einer Festlandzone am Nordrand der ostalpinen Großeinheit, die möglicherweise durch basale Anschoppung infolge der Subduktionstätigkeit über Erosionsniveau gehoben wurde und die sowohl aus kristallinem Grundgebirge mit permo-mesozoischer Sedimentauflage des Unterostalpin als auch aus (?) obduziertem ozeanischem Krustenmaterial bestand.

FAUPL (1978), der für den gesamten südpenninischen Bereich der Ostalpen einen Abschluß der Subduktion nach dem Cenoman annimmt, kommt zu einer entsprechenden Lage und Definition des Liefergebietes, das er in Anlehnung an KOCKEL (1923) ,,Rumunischer Rücken" nennt.

Bei der zu beobachtenden erstaunlichen Ähnlichkeit in der Ausbildung der klastischen Losensteiner Schichten und ihrer Äquivalente, von Vorarlberg im Westen bis in die Karpaten im Osten, wird man mit der Vorstellung eines schmalen ,,Rückens" nicht auskommen.

Die Ergebnisse stützen damit auch die paläogeographischen Vorstellungen von MÜLLER (1973), OBERHAUSER (1973), FRISCH (1976), DIETRICH (1976) und DIETRICH & FRANZ (1976).

6. ZUSAMMENFASSUNG

1. Für eine nördliche Herkunft des Detritus der Losensteiner Schichten konnten weitere sedimentologische Hinweise gefunden werden.
2. Nicht nur die Gerölle magmatischer und metamorpher Gesteine in den Konglomeraten sind als ,,exotisch" (ortsfremd, nicht der Umgebung des Ablagerungsraumes entstammend) anzusehen, sondern auch ein erheblicher Teil der Sedimentgesteinskomponenten.
3. Keinem der untersuchten Gerölle kommt ein eindeutiger paläogeographischer Leitwert zu. Aus der Gesamtheit des Geröllspektrums der Losensteiner Schichten läßt sich jedoch ein Liefergebiet rekonstruieren, dessen Gesteinsbestand zwanglos mit dem der unterostalpinen Einheiten der Ostalpen und des West-Ostalpen-Grenzbereiches vergleichbar ist.

DANK

Den Herren W. FRISCH, H. HAGN, E. OTT und W. ZACHER danke ich herzlich für Anregungen, Diskussionen, für Hilfe bei Bestimmungsarbeiten und dafür, daß Sie mir Literatur und Vergleichsmaterial zur Verfügung stellten.

7. LITERATURVERZEICHNIS

AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. – Jahrb. Geol. R.-A., **59**: 289–332; Wien.

BERTLE, H. (1973): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22**: 1–60; Wien.

BIRKENMAJER, K. (1960): Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. – Jahrb. Geol. B.–A., **103**: 1–35; Wien.

BÖGEL, H. (1976): Eine Geotraverse durch die mittleren Ost- und Südalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56**: 567–579; Zürich.

BRINKMANN, R. & GUNDLACH, K. & LÖTGERS, H. & RICHTER, W. (1937): Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. – Geol. Rdsch., **28**: 438–447; Berlin.

BROILI, F. (1914): Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. – N. Jahrb. Min. Geol. Paläont. Beil., **37**: 391–445; Stuttgart.

BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). – Eclogae geol. Helv., **71/2**: 255–266; Basel.

CLAR, E. (1940): Von der Tarntaler Breccie (Lizum). – Stz. Ber. Akad. Wiss., Wien, math.-naturwiss. Kl. 1, 149; Wien.

— — (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Z. dtsch. geol. Ges., **116**: 267–291; Hannover.

CONRAD, M. A. (1977): The lower cretaceous calcareous algae in the area surrounding Geneva (Switzerland): biostratigraphy and depositional environments. – In: E. FLÜGEL (ed.) Fossil algae, 295–300; Springer, Berlin.

— — & PEYBERNES, B. (1976): Hauterivian – albian dasycladaceae from the Urgonian limestones in the French and Spanish eastern Pyrenees. – Geol. Romana, XV: 175–197; Rom.

CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. – Beitr. geol. K. Schweiz, NF 70, 321 pp; Bern.

DEWEY, F. J. & PITMAN, C. W. & RYAN, F. B. W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the alpine system. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 3137–3180; Colorado.

DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. – Eclogae geol. Helv., **63/2**: 631–671; Basel.

— — (1976): Plattentektonik in den Ostalpen – Eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch., **50**: 1–84; Stuttgart.

— — & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., **50**: 85–109; Stuttgart.

DÜNNER, H. (1934): Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. – Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 134 pp; Winterthur.

EL NOOR, W. (1966): Geologische Spezialuntersuchungen in den östlichen Allgäuer Alpen (Unterjoch, – Sorgschrofen, – Vilstal). – ungedr. Dipl.-Arbeit Techn. Hochsch. München, 80 pp; München.

ENZENBERG, M. (1967): Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17 (Jg. 1966): 5–50; Wien.

FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**: 81–110; Wien.

FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1965): Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). – Mitt. d. Museums f. Bergbau, Geologie u. Technik am Landesmuseum Joanneum, Graz, **27**: 1–61; Graz.

FINGER, W. (1975): Jurassic marine scarp breccias in the Lower Austroalpine belt of Julier Pass (Graubünden/Switzerland). – IX. Int. Congr. of Sedim., 1975, Nizza, 119–126; Nizza.

FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikum im Tauernfenster. – Aufschluß, Sonderheft **15**: 30–58; Heidelberg.

FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud., **18:** 287–336; Wien.

— — (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65/2:** 375–393; Stuttgart.

— — (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – Geol. Rdsch., **70:** 402–411; Stuttgart.

GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Techn. Universität München, 282 pp; München.

— — (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8:** 33–72, München.

GRUNAU, H. (1947): Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. – Diss. Univ. Bern, 109 pp; Bern.

GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz, N. F. **154**, 136 pp; Bern.

GUSIĆ, I. (1975): Lower Cretaceous imperforate Foraminiferida of Mt. Medvednica, northern Croatia (families Lituolidae, Ataxophragmidiidae, Orbitolinidae). – Palaeontol. Jugoslav., **14**, 51 pp; Zagreb.

HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22:** 117–135; München.

KOCKEL, C. W. (1923): Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. – Mitt. Geol. Ges. Wien., **15** (Jg. 1922): 63–168; Wien.

KOLLMANN, H. A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (Oberösterreich). – Vh. Geol. B. A., **1968:** 126–136; Wien.

KRAUS, E. (1951): Die Baugeschichte der Alpen – 2 Bde. – Akademie-Verlag Berlin.

KREUZER, H. & MORTEANI, G. & ROEDER, D. (1980): Geodynamic evolution of the Eastern Alps along a geotraverse. – In H. CLOSS et al. (Hrsg.): Mobile Earth, Int. Geodynamics Project; Final report, Deutsche Forschungsgemeinschaft, 51–64; Bonn.

LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jahrb. Geol. B. A., **117:** 17–54; Wien.

MAHEL, M. (1963): Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. – Jahrb. Geol. B. A., **106:** 429–447; Wien.

MIŠIK, M. & JABLONSKÝ, J. & MICK, R. & SIKORA, M. (1981): Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. – Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geol., **37:** 5–55; Bratislava.

MÜLLER, K. (1973): Das ,,Randcenoman der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch. **62.**, 1: 54–96; Stuttgart.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläozän im Ostalpenraum. – Jahrb. Geol. B. A., **111:** 115–145; Wien.

— — (1973): Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., 63/1: 96–106; Stuttgart.

— — (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – Verh. Geol. B. A., **2:** 43–53; Wien.

— — (Red.) (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – Hrsg. Geol. Bundesanstalt Wien, 700 pp; Wien.

OTT, E. (1972): Zur Kalkalgen-Stratigraphie der alpinen Trias. – Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österreich., **21:** 455–464; Innsbruck.

OTT, W. F. (1969): Zur Geologie des Sulzfluh-Kalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg. – Diss. Univ. Darmstadt, 187 pp; Darmstadt.

PREY, S. (1978): Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69 (Jg. 1976): 1–2; Wien.

ROSSNER, R. (1976): Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpinen Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh., **9:** 541–557; Stuttgart.

THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B. A., **1970:** 230–244; Wien.

TOLLMANN, A. (1959): Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156-Muhr). – Verh. Geol. B. A., A 91–95; Wien.

— — (1965a): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – 1. Teil: Verh. Geol. B. A., Sonderheft Q: 103–133, Wien. — 2. Teil: Z. Dtsch. Geol. Ges., Jahrb. 1964, **116:** 359–389; Hannover.

— — (1965b): Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? – Geologicky Sbornik XVI., **2:** 273–278; Bratislava.

— — (1976a): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. II, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 pp; Deuticke Wien.

— — (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. III, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 pp; Deuticke Wien.

— — (1977): Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen. – 766 S; Deuticke Wien.

TRÜMPY, R. (1975): Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps. – A presumed former continental margin and its problems. – Amer. J. Sci., **275 A:** 209–238; New Haven.

ZACHER, W. (1966): Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). Mit einem mikropaläontologischen Beitrag von F. BETTENSTAEDT. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., **6:** 213–228; München.

ZEIL, W. (1955): Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., **101:** 141–226; Stuttgart.

— — (1956): Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 103, 375–412; Stuttgart.

ZUPANIČ, J. & BABIĆ, L. (1981): Lower cretaceous basinal clastics (Ostrc Formation) in Mt. Ivanscica (northwestern Croatia). – Prirodoslovna istrazivanja Acta Geologica, **11/1:** 1–44; Zagreb.



TAFEL 1

Kalkgerölle aus Konglomeraten der Losensteiner Schichten

Fig. 1. Biopel-Lumpsparit mit zahlreichen Anschnitten der Wirtel von *Clypeina jurassica* FAVRE (Malm-Flachwasserkalk).
Schliff H5641
Arosa-Zone, Blasenka Westhang, 1930 m NN, Großes Walsertal.

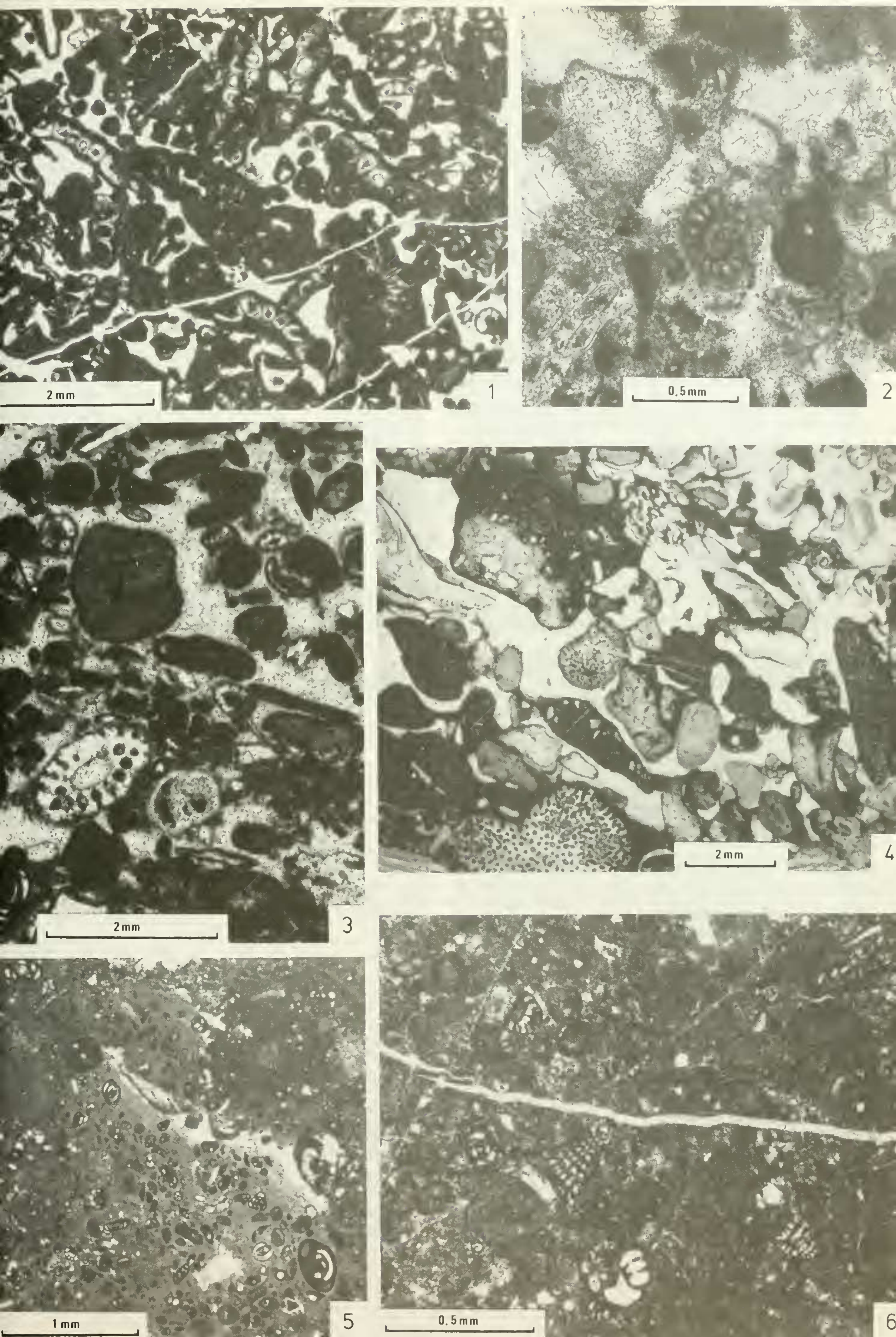
Fig. 2. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK in Intrabiopelsparit mit *Tubiphytes* sp. und Bryozoenresten. Weiterhin im Schliff *Bacinella irregularis* RADOICIC, Mollusken-, Korallen- und Echinodermenschutt, Kalkschwämme und Milioliden (Malm-Flachwasserkalk).
Schliff H54910
Arosa-Zone, Bärgunt 1800 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.

Fig. 3. Biosparit mit *Acroporella radoicici* PRATURLON, *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS, *Acicularia* sp., Milioliden, Gastropoden- und Echinodermenfragmenten, andernorts im Schliff auch *Salpingoporella* sp.
(Unterkreide-Flachwasserkalk, „Urgonfazies").
Schliff H63729
Cenoman-Randschuppe, Häusellochbach W Unterjoch, 1300 m NN.

Fig. 4. Biosparit mit Codiaceenresten, crustosen Corallinaceen, Echinodermen- und Molluskenfragmenten und Orbitolinen.
(Unterkreide-Flachwasserkalk, „Urgonfazies").
Schliff H54936
Arosa-Zone, Bärgunt 1800 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.

Fig. 5. Milioliden-Biopelmikrit der Unterkreide. Der Schliff (H54937) führt an anderer Stelle *Palorbitolina* sp., *Sabaudia minuta* HOFKER und *Rheophax* sp.
Arosa-Zone, Bärgunt 1810 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.

Fig. 6. Milioliden-Biopelmikrit mit *Sabaudia minuta* HOFKER.
(Unterkreide-Flachwasserkalk)
Schliff H54912
Arosa-Zone, Bärgunt 1810 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.


2 mm
1
0,5 mm
2
2 mm
3
2 mm
4
1 mm
5
0,5 mm
6

TAFEL 2

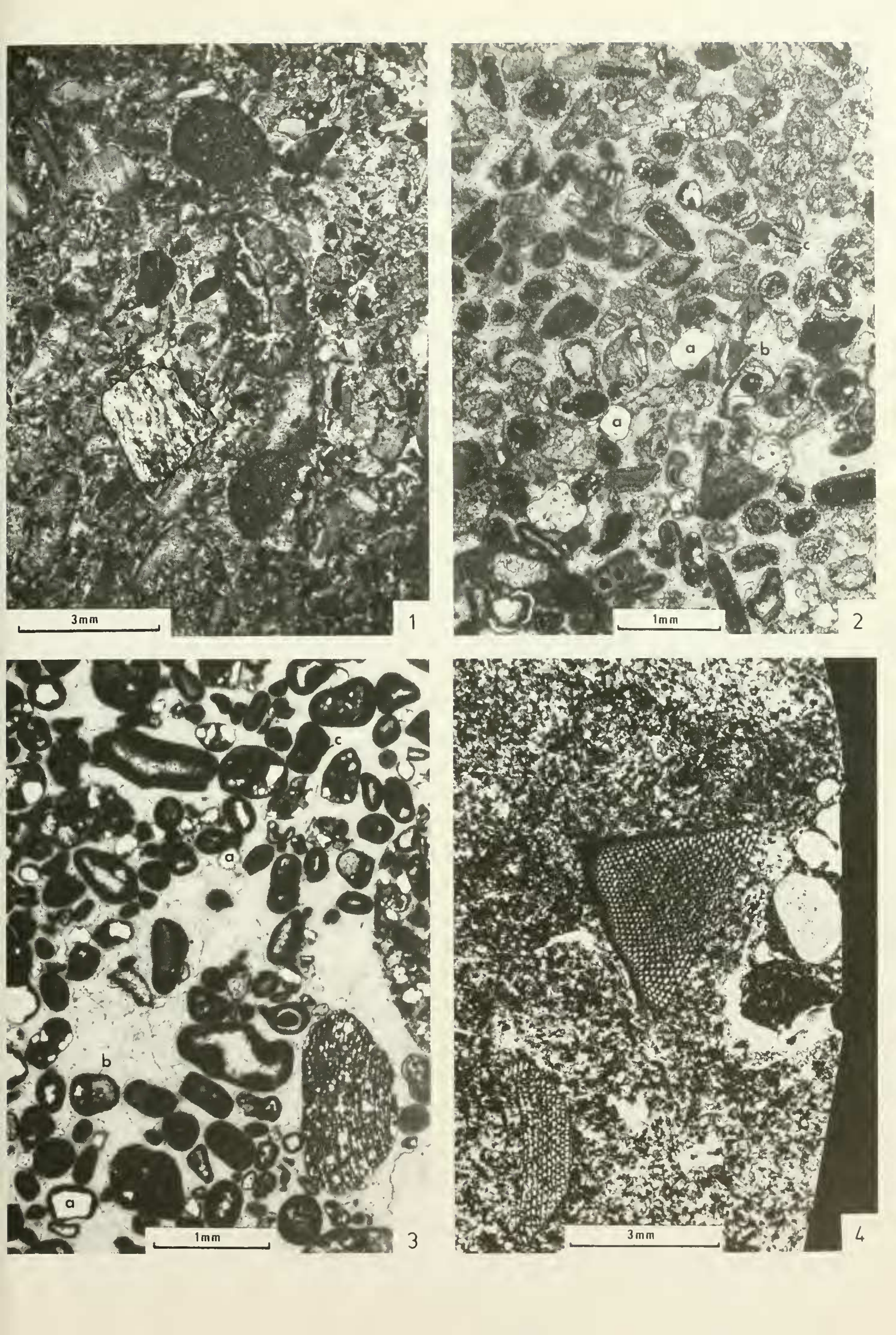
Kalkgerölle aus Konglomeraten der Losensteiner Schichten

Fig. 1. Intrabiosparit mit Orbitolinen, Molluskenschalenbruchstücken, Resten von Echinodermen und Codiaceen, Corallinaceen, Textularien, Milioliden sowie siliziklastischem Detritus (polykristalliner Quarz in Bildmitte).
(Höhere Unterkreide)
Schliff H6387
Cenoman-Randschuppe, Weißenbach W Unterjoch, 1150 m NN.

Fig. 2. Oosparitischer Kalk mit Quarz (a), Serpentinit/Chlorit (b) und Chromspinell (c). Die Ooidrinden sind verkieselt, ein Teil der silikatischen Partikel wird durch Karbonat verdrängt.
(Höhere Unterkreide)
Schliff H63745
Cenoman-Randschuppe, Häuselloch-Alm W Unterjoch, 1300 m NN.

Fig. 3. Intraoosparit mit Quarz (a), Chlorit-Serpentinit-Aggregaten (b) und Chromspinell (c). Die kantigen siliziklastischen Partikel sind Kerne von Ooiden oder Bestandteile von Lumps.
(Höhere Unterkreide)
Schliff H4747
Allgäudecke, E Schrecksee, 1860 m NN.

Fig. 4. Geröll eines orbitolinenführenden Kalkarenits, das vor der Umlagerung in die Konglomerate der Losensteiner Schichten von Organismen angebohrt wurde. Das entstandene Bohrloch ist mit siliziklastischem Detritus (gut gerundete Quarzkörner und Basaltgeröllchen) gefüllt.
(Höhere Unterkreide)
Schliff H5217
Cenoman-Randschuppe, Riesenbach/Vilstal W Pfronten, 1245 m NN.


3mm
1
a
a
b
b
c
1mm
2
c
a
b
a
1mm
3
3mm
4